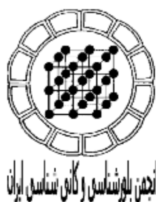
مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران



سال سی ام، شمارۀ چهارم، زمستان ۱۴۰۱، از صفحۀ ۶۱۵ تا ۶۲۶

سنگ‌شناسی و زمین شیمی سنگ‌های بازیک در قاعده سازند شمشک در منطقۀ زین آباد (کوه‌های مورو، شمال غرب تبریز)

محمد امین کارگر زاده، رباب حاجی علی اوغلی*، محسن مؤید

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۰/۲۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۲/۱۲)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در نزدیکی روستای زین‌آباد، شمال‌غرب تبریز واقع است. واحدهای چینه ای پرکامبرین تا کرتاسه رخنمون اصلی سنگ‌های منطقه را تشکیل‌می‌دهند. سنگ‌های بازیک مورد بررسی به صورت گدازه و دایک‌های دیابازی در ارتباط با سنگ‌های شیل، ماسه سنگ و کنگلومرای سازند شمشک (تریاس پسین-ژوراسیک پیشین) تشکیل شده اند. این سنگ‌ها بسیار هوازده بوده و دارای حفره‌های پرشده فراوان از کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، زئولیت و کانی‌های تیره هستند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی در سنگ‌های بازیک مورد بررسی، پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل‌دهنده است و به احتمال بسیار کانی‌های آهن و منیزیم-دار پیروکسن به‌طورکامل به کلریت، کلسیت، اپیدوت و کانی‌های تیره تجزیه‌شده‌اند. مهم‌ترین بافت‌های سنگی شامل پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، غربالی و نیمه پوست ماری (ساب افتیک) هستند. براساس نتایج زمین شیمیایی، ترکیب سنگ‌های بازیک مورد بررسی در گستره بازالت با ماهیت قلیایی است. بر اساس نمودارهای عنصری، نمونه‌های مورد بررسی دارای مقادیر بالای Th، U و عناصر سنگ دوست (LILE) بزرگ یون (چون Ba, Rb) هستند. ناهنجاری مثبت سرب در این نمودارها را می‌توان به نقش پوسته قاره‌ای و یا دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو در تشکیل سنگ‌های مورد بررسی نسبت داد. در نمودارهای عناصر خاکی نادر، نمونه‌های مورد بررسی غنی از عناصر خاک نادر سبک (LREE) و تهی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند و نسبت بالای La به Yb در آنها را به احتمال بسیار می‌توان به ذوب بخشی آنها از یک خاستگاه گارنت‌دار در اعماق زیاد نسبت داد. محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های بازیک زین آباد وابسته به محیط درون ورقه‌ای است که به احتمال بسیار در ارتباط با فازهای کششی پس از برخورد قاره‌ای سیمرین به درون پوسته قاره‌ای آذربایجان در شمال‌غرب ایران نفوذ کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *بازالت؛ زمین شیمی؛ ژوراسیک؛ شمشک؛ زین آباد.*

مقدمه

پهنه البرز-آذربایجان در ورقه ایران نقش کلیدی در بررسی دگرگونی‌های بعد از سیمرین تتیس در خاورمیانه طی مزوزوئیک (ژوراسیک تا کرتاسه) دارد [۱]. ریزورقه سیمرین طی پرمین پسین در نتیجه جدا شدن از گندوانا و در ادامه برخورد با اوراسیا (ورقه توران) در اواخر تریاس میانی تا اوایل تریاس پسین (بسته شدن پالئوتتیس طی رخداد سیمرین پیشین) تشکیل شده است [۲-۸]. رخداد پس از سیمرین پیشین طی ژوراسیک پیشین یا لیاس باعث خارج شدن بخش زیادی از سرزمین ایران از آب شده و تشکیل محیط‌های قاره‌ای مردابی و رودخانه‌ای همراه با گسترش جنگل‌های انبوه شده است. شرایط زمین‌شناسی در ژوراسیک میانی و پسین در بیشتر پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران با گسترش نهشته‌های دریایی مارنی و آهکی همراه بوده‌اند که دربردارنده سنگواره آمونوئید و دو کفه‌ای هستند. سرانجام در پایان ژوراسیک، در اثر رخداد کوه‌زایی سیمرین پسین با عقبنشینی گسترده دریا، نهشته‌های قاره‌ای آواری- تبخیری به جا مانده‌اند. نهشته‌های ژوراسیک در ایران در دو پهنه کاملا متفاوت

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۳۹۲۷۰۴-۰۴۱، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

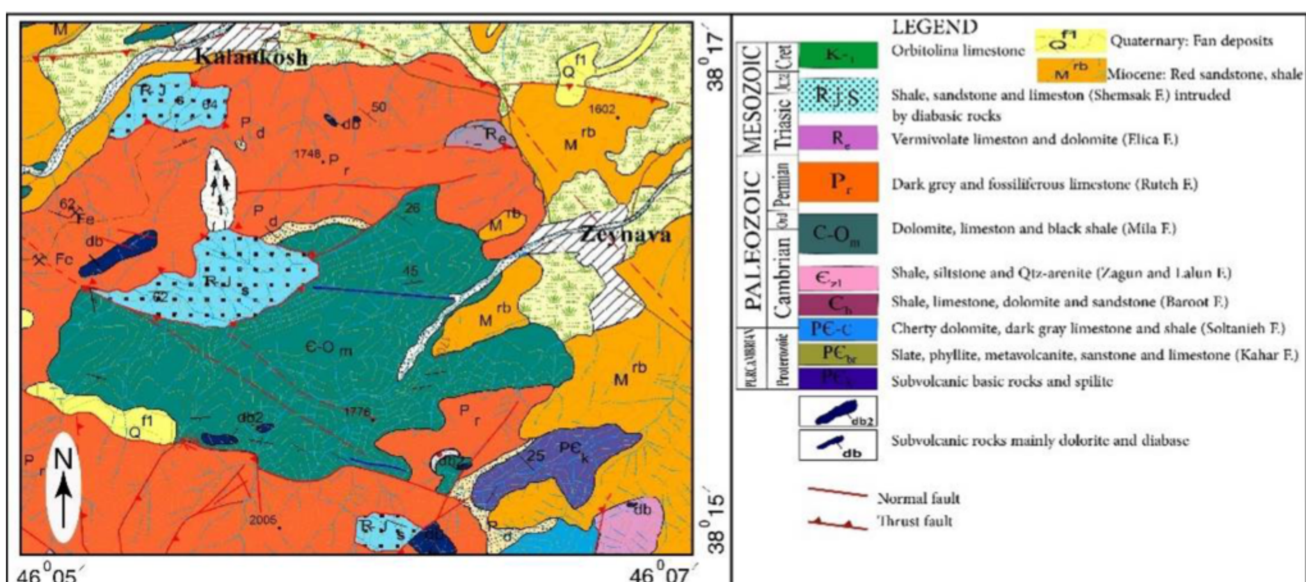
رسوبگذاری شده‌اند.

در نواحی البرز-آذربایجان، کپه داغ و ایران مرکزی، نهشته های تقریباً یکسانی طی ژوراسیک تشکیل شده‌اند، در حالی که در پهنه زمین ساختاری زاگرس، رسوب‌های به جا مانده با دیگر پهنه های ایران تفاوت دارند [۲]. توالی رسوبی ژوراسیک در کپه داغ و ایران مرکزی، البرز مرکزی و آذربایجان با سازند قاره‌ای- دریایی شمشک شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و لای سنگ ژوراسیک پیشین شروع شده، سپس به نهشته‌های مارنی سازند دلیچای تبدیل گردیده و سرانجام به آهک‌های سازند لار و آهک و دولومیت ژوراسیک پسین منجر شده‌اند. همه واحدهای ژوراسیک پیشین و بیشتر واحدهای ژوراسیک میانی با توالی ضخیمی از سنگ‌های آواری سیلیسی مشخص می‌شوند، در حالیکه واحدهای ژوراسیک میانی-ژوراسیک پسین در اصل ترکیب آهکی دارند.

سازند شمشک در پهنه‌های البرز (شمال دامغان و جنوب آزاد شهر در البرز شرقی) و کرانه شمالی پهنه‌ی ساختاری ایران مرکزی (جنوب شرق شاهرود و بیارجمند در کوه‌های شتری، استان سمنان) دربردارنده‌ی سنگ‌های آذرین با ترکیب بازیک به صورت دایک‌های دیابازی، گدازه و گابرو است.

پژوهش‌های بسیاری پیرامون سنگ‌های بازیک قاعده شمشک در البرز شرقی و کرانه شمالی پهنه ایران مرکزی انجام شده و تشکیل این سنگ‌ها به محیط‌های کششی درون قاره‌ای نسبت داده شده است [۹-۱۹]. در شمال غرب ایران در پهنه آذربایجان نیز، رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های بازیک در توالی رسوبی و تخریبی ژوراسیک دیده می‌شوند که تاکنون هیچ بررسی سنگ‌شناسی روی آن‌ها انجام نشده است.

منطقه مورد بررسی در نزدیکی روستای زین‌آباد در ۳۵ کیلومتری شمال غربی تبریز واقع است (شکل ۱). در این منطقه، توالی رسوبی تریاس-ژوراسیک، توالی رسوبی کاملی از سنگ‌های ژوراسیک را نشان می‌دهد که دارای رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های بازیک است. این منطقه از دیدگاه تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران در پهنه‌های مختلف ایران مرکزی [۲۰] و البرز-آذربایجان [۲۱] واقع است. در این پژوهش، روابط صحرایی سنگ‌های بازیک با توالی رسوبی ژوراسیک در منطقه زین آباد بررسی شده و ویژگی‌های سنگ-شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی سنگ‌های بازیک مشخص شده است. با توجه به رخنمون سنگ‌های مشابه و قابل مقایسه در پهنه‌های البرز شرقی و کرانه شمالی ایران مرکزی، مقایسه نتایج به دست آمده با سنگ‌های بازیک معادل می‌تواند اطلاعات با ارزشی از رخدادهای زمین‌ساختی ماگمایی و جایگاه زمین دینامیک تشکیل این سنگ‌ها در ارتباط با بسته شدن و دگرگونی‌های اقیانوس تتیس در نوار شمالی البرز-آذربایجان به دست دهد.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه زین آباد.

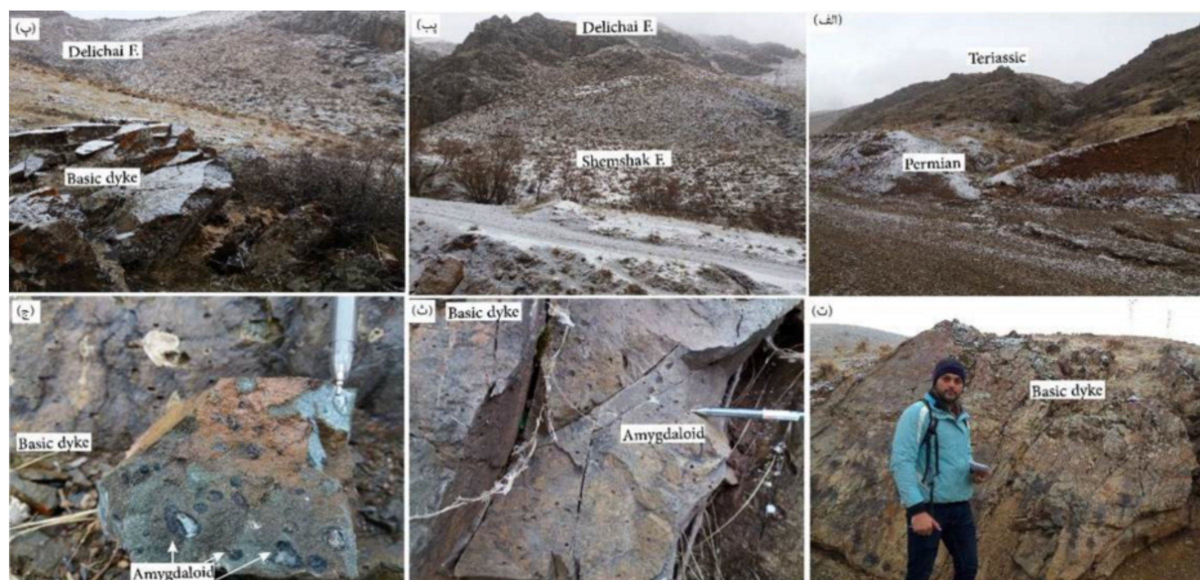
زمین شناسی منطقه

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی در یک ساختار تاقدیسی با راستای محوری شمالغرب- جنوبشرق و پلانچ به سوی شمالغرب قرار دارند و به ترتیب سنی عبارتند از آهک سازند روته (پرمین)، آهک سازند الیکا (تریاس)، شیل و ماسه سنگ سازند شمشک (ژوراسیک پیشین)، تناوب آهک و مارن سازند دلیچای (ژوراسیک میانی) و آهک‌های توده‌ای (سازند لار به سن ژوراسیک پسین) [۲۳،۲۲] (شکل ۲).

رخنمون واحد آهکی سازند الیکا (تریاس) و آهک‌های پرمین سازند روته در منطقه مورد بررسی به طور هم شیب هستند و هسته تاقدیس را تشکیل داده‌اند (شکل ۲ الف) . سازند شمشک نیز به صورت هم شیب در یال جنوبغربی تاقدیس و با شیب به سوی جنوبغرب بر واحد کربناتی الیکا قرار دارد و خود به طور هم شیب با سازند آهکی دلیچای پوشیده شده است (شکل‌های ۲ الف، ب). واحد شمشک شامل شیل و تناوب سنگ‌های شیل-ماسه سنگ است. واحد شیل در سازند شمشک به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز و به صورت مدادی در منطقه دیده می‌شود (شکل ۲ ب). ماسه‌سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای با لایه‌بندی نازک مشخص می‌شوند. آثار گیاهی و گرهک‌های آهن‌دار به رنگ زرد در درون این شیل‌ها به چشم می‌خورد. با توجه به آثار گیاهی در شیل‌های قاعده این توالی و بلمنیت در آهک‌های ماسه‌ای، سن اواخر تریاس - ژوراسیک پیشین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته می‌شود.

سنگ‌های بازیک به صورت گدازه و دایک‌های دیابازی، سنگ‌های شیلی و ماسه سنگی قاعده سازند شمشک را قطع کرده و با سنگ‌های آهکی سازند دلیچای به طور هم شیب پوشیده شده‌اند (شکل‌های ۲ پ - ت). این سنگ‌ها با ترکیب بازالت در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره یا سیاه دیده می‌شوند. از بافت‌های قابل‌دیده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های پورفیری و حفره‌ای اشاره کرد. وجود حفره‌ها در سنگ نشان دهنده‌ی خروج گاز از روانه است. همچنین در برخی نمونه‌ها، آثاری از پر شدگی ثانویه حفره‌ها با کانی‌های زئولیت، کلسیت و کلریت دیده می‌شود (شکل ۲ ج).

به نظر می رسد که رخداد شکستگی، گسل‌های موازی، صعود و تزریق ماگما در راستای آنها علت تشکیل دایک‌های موازی در منطقه مورد بررسی بوده است، اما با تشدید کشش، فعالیت های ماگمایی در منطقه به شکل جریان های گدازه ظاهر شده‌اند.



شکل ۲ (الف) برخوردگاه واحدهای رسوبی پرمین با تریاس (دید به سمت شمال غرب)، (ب) رخنمون سازند دلیچای (ژوراسیک میانی، دید به سمت جنوب غربی)، (پ) رخنمون دایک بازیک که سازند شمشک را قطع کرده است و دورنمایی از سازند دلیچای، (ت) رخنمون دایک بازیک، (ث) رخنمون گدازه آتشفشانی و حفره‌های ناشی از خروج گاز در آن، (ج) گدازه بازیک با حفره‌های پرشده از کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

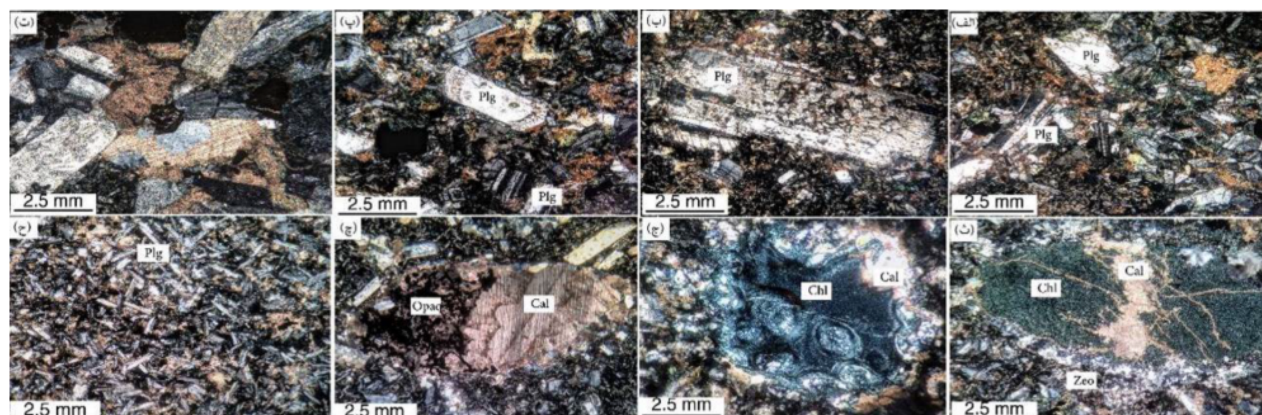
روش پژوهش

پس از بررسی کامل روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی، مقاطع سنگی از انواع سنگ‌های بازیک شامل گدازه و دایک برای بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی تهیه گردید. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌های با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی به روش‌های طیف‌سنجی فلوئورسانس پرتوی ایکس (XRF) برای عناصر اصلی و مواد فرار و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شدهٔ القایی (ICP-MASS) برای بقیه عناصر نادر به آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود تهران ارسال شدند. از نرم‌افزار GCDKIT برای پردازش داده‌ها و رسم نمودارهای زمین شیمیایی استفاده شد.

سنگ‌نگاری سنگ‌های بازیک

گدازه‌های بازیک (بازالت): سنگ‌های بازالتی به شدت دگرسان شده هستند. پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ-هاست که بیشتر به‌صورت ریزسنگ‌های کشیده و تیغه‌ای شکل در زمینه قرار دارند و درصد کمی نیز به صورت درشت بلور تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳ الف-چ). درشت بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل چندریخت و کارلسباد با اندازه تا ۷ میلی متر در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شوند. براساس بررسی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های بازالتی، دو نسل پلاژیوکلاز تشخیص داده شدند: (۱) درشت بلورهای پلاژیوکلاز که شواهد غیر تعادلی از جمله بافت‌های غربالی، رو رشدی، لبه تحلیل رفته و سوسوریتی شدن در آنها نمایان است و (۲) ریزسنگ‌های ریزبلور نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پلاژیوکلاز که زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز اغلب سوسوریتی شده و به کانی‌های ثانویه از جمله کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند، در حالیکه پلاژیوکلازهای ریزسنگی دانه ریز در زمینه سنگ دستخوش دگرسانی کمتری شده‌اند.

کانی های کدر در مقادیر فرعی به صورت اولیه (ماگمایی) و نیز ثانویه در راستای شکستگی‌های کانی‌ها و به صورت پرکننده حفره‌های سنگ‌های مورد بررسی دیده می‌شوند. از دیگر کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، کلسیت و اپیدوت اشاره کرد که در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار به احتمال بسیار کلینوپیروکسن ایجاد شده‌اند. کلسیت همراه با کلریت و اپیدوت با بافت اسفرولیتی به صورت رگه پرکننده حفره‌ها، درزها و شکستگی‌های سنگ‌های بازالتی مورد بررسی دیده می‌شود (شکل ۳). تیتانیت به صورت ثانویه ناشی از دگرسانی ایلمنیت و همچنین کانی‌های آهن و منیزیوم‌دار به احتمال بسیار کلینوپیروکسن تشکیل شده است.



شکل ۳ ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های بازیک زین آباد. (الف- چ) بازالت و (ح) دیاباز. (الف) انباشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت گلومروپورفیری، (ب-پ) درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و خوردگی، (ت) بافت گلومروپورفیری پلاژیوکلاز، (ث-چ) بافت بادامکی که به صورت حفره های پر شده با کانی‌های ثانویه زئولیت، کدر، کلسیت و کلریت مشخص است، (ح) بافت نیمه پوست ماری در دیاباز که کلریت و کانی-های تیره در فضای بین ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۹] است.

بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری، شیشه‌ای ریزسنگی و بادامکی از بافت‌های مهم این سنگ‌ها هستند. بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های بازیک مورد بررسی به صورت انباشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز دیده می‌شود. در ارتباط با بافت گلومروپورفیری و انباشت کانی‌های درشت بلور در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، باورهای گوناگونی وجود دارد: برخی بافت گلومروپورفیری را به مرحله داخل ماگما در اتاق ماگمایی (مرحله اول تبلور در عمق که با تبلور بلورهای درشت مشخص می‌شود) و پیش از فوران نسبت می‌دهند [۲۴]. به اعتقاد برخی نیز، انباشت بلورها و تشکیل بافت گلومروپورفیری ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌هاست [۲۵]. همچنین گفته شده است که گلومرول‌ها به علت برخورد بلورها طی صعود و یا موازی بودن شبکه بلوری آنها تشکیل می‌شوند [۲۶]. بافت حفره‌های یا بادامکی نیز از بافت‌های مهم نمونه‌های بازالتی زین آباد بوده که در نمونه‌های دستی نیز آشکارا قابل مشاهده است. این حفراه‌ها به شکل‌های تخم‌مرغی و دایره‌ای دیده می‌شوند. علت تشکیل چنین حفره-هایی در روانه‌های بازیک، کاهش فشار و آزاد شدن گازهای محبوس در سطح گدازه است. این حفره‌ها در مراحل بعدی توسط فرایندهای ثانوی از جمله به احتمال بسیار دگرسانی گرمابی با کانی‌های ثانوی چون کلسیت، کلریت و زئولیت پر شده و بافت بادامکی را در سنگ‌های مورد بررسی ایجاد کرده-اند. بافت‌های تراکیتی، غربالی و رورشدی از دیگر بافت‌های شناسایی شده در سنگ‌های بازالتی مورد بررسی هستند. بافت غربالی یک بافت غیر تعادلی در نظر گرفته می‌شود که اغلب اشاره به تغییرات فیزیکوشیمیایی در سامانه ماگمایی دارد. تشکیل این بافت به عوامل مختلفی چون آمیختگی ماگمایی، کاهش فشار طی صعود و تغییر مقدار مواد فرار نسبت داده می-شود [۲۷]. کانی‌های پلاژیوکلاز در اعماق بیشتر، از ماگما متبلور شده و سپس در اثر کاهش فشار و از دست‌دادن بخار و مواد سیال انحلال یافته‌اند. با صعود ماگما به سطح زمین و کاهش فشار روی مذاب و همچنین به دلیل سرد شدن ناگهانی مذاب که موجب رشد سریع بلور می‌شود، مناطق غربالی، مواد مذاب و بخار را به صورت میانبار به دام می‌اندازند [۲۸]. بافت رورشدی پلاژیوکلاز نیز به آمیختگی یا افزایش گریزندگی اکسیژن نسبت داده می‌شود که طی آن، تعادل این کانی‌ها با محیط به‌هم‌خورده و در نتیجه بلور شروع به خورده شدن از لبه می‌کند؛ البته سپس با تغییر شرایط و نفوذ ماگما در مرحله بعدی، کانی جدید پلاژیوکلاز با لبه سالم پیرامون بلور قبلی تشکیل می‌شود.

دایک (دیاباز): پلاژیوکلاز کانی اصلی دایک‌های دیابازی مورد بررسی است. این بلورها بیشتر به صورت ریزسنگ‌های کشیده و تیغه‌ای شکل به صورت هفت و هشت در زمینه قرار دارند و درصد کمی از پلاژیوکلازها به صورت درشت بلور هستند (شکل ۳ ح). بافت‌های پورفیری و نیمه پوست ماری از بافت‌های مهم این سنگ‌ها هستند. کانی‌کدر، کانی فرعی مهم در این سنگ-هاست. کلسیت و کلریت به صورت ثانویه در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار به احتمال بسیار کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند و به صورت پراکنده در زمینه دانه ریز و همچنین پرکننده‌ی فضاهای بین ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و حفره‌های سنگ دیده می‌شوند.

زمین شیمی

از آنجا که سنگ‌های بازالتی به شدت دگرسان هستند و حفره-های پرشده فراوانی از کانی‌های ثانویه دارند، از نمونه‌های دیابازی برای بررسی‌های زمین شیمیایی انتخاب شد. در پنج نمونه از سنگ‌های دیابازی با کمترین دگرسانی، مقدار عناصر اصلی، نادر و خاکی نادر به روش XRF-ICP MS تعیین شدند. جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های دیابازی زین آباد را نشان می‌دهد. داده‌های شیمی سنگ کل چشمه علی در شمال دامغان، البرز شرقی [۹]، برای مقایسه با نتایج زمین شیمیایی سنگ‌های بازیک مورد بررسی در منطقه زین آباد استفاده شد. براساس تجزیه زمین شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی، مقدار مواد فرار (L. O. I)، در گستره ۴٫۲ تا ۶٫۴ درصد وزنی است. به اعتقاد میدلموست [۲۹]، به طور معمول مقدار مواد فرار در سنگ‌های ماگمایی کمتر از ۱٫۵ درصد است. بالا بودن مقدار L. O. I. به همراه نتایج سنگ‌نگاری که نشانگر حضور مقادیر بالای کانی‌های ثانویه (کلسیت، کلریت و اپیدوت) در سنگ‌های مورد بررسی است، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در فرایندهای پس از تشکیل به شدت دچار دگرسانی شده‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های مورد بررسی در منطقه زین آباد دگرسان هستند و به احتمال بسیار دگرسانی بر انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر داشته است، در این پژوهش برای بررسی‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها از نمودارهای مربوط به عناصر فرعی و نادر که در دگرسانی درجه‌های کم غیر متحرک هستند [۳۰]، استفاده شد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های دیابازی زین آباد در شمال غرب تبریز.

نمونه	A17	A13	A11	A9	A8		A17	A13	A11	A9	A8
SiO_2(wt%)	۵۹٫۹۸	۵۲٫۱۹	۵۹٫۶۳	۶۰٫۹۵	۶۰٫۳۵	Ta	۱۸٫۸۰	۳۵٫۲۰	۱۹٫۴۰	۱۸٫۶۰	۲۱٫۹۰
AL_20_3	۱۳٫۶۶	۱۵٫۰۱	۱۴٫۶۶	۱۴٫۸۷	۱۴٫۲۹	Sc	۲۳٫۳۰	۲۰٫۸۰	۲۳٫۴۰	۲۴٫۴۰	۲۳٫۴۰
Fe_2O_3t	۱۱٫۸	۱۰٫۸	۹٫۸	۸٫۸	۷٫۸	V	۲۰۹	۳۸	۲۱۲	۲۲۴	۲۱۲
MgO	۲٫۵۵	۳٫۳۳	۲٫۵۳	۱٫۹۴	۲٫۸۶	Cr	۴۶٫۰۰	۳۰٫۰۰	۴۴٫۰۰	۴۲٫۰۰	۴۱٫۰۰
CaO	۸٫۴۵	۷٫۴۵	۶٫۴۵	۵٫۴۵	۴٫۴۵	Co	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۰٫۴۹	۰٫۸۳	۰٫۲۴
Na_2O	۳٫۱۲	۲٫۴۷	۲٫۸۳	۲٫۰۸	۲٫۶	Ni	۷٫۰۰	۱۳٫۰۰	۴٫۰۰	۵٫۰۰	۴٫۰۰
K_2O	۴٫۵۸	۳٫۵۸	۲٫۵۸	۱٫۵۸	۰٫۵۸	Cu	۶٫۶۰	۲٫۵۰	۹٫۱۰	۶٫۳۰	۵٫۵۰
MnO	۰٫۱۲۲	۰٫۴۳۱	۰٫۱۴۷	۰٫۱۴۳	۰٫۱۳۳	La	۲۶	۴۲٫۱۲	۲۵٫۸۷	۲۶٫۵۲	۲۶٫۲۶
P_2O_5	0.292	0.873	0.235	0.258	**۰٫۲۳**	Ce	۵۴٫۹۹	۱۰۲٫۵۷	۵۳٫۹۵	۵۶٫۲۹	۵۴٫۴۷
TiO_2	۱٫۸۳۷	۲٫۳۵۷	۱٫۸۸۷	۱٫۷۹۸	۱٫۸۷	Pr	۹٫۳۵	۱۴٫۹۶	۹٫۱۲	۹٫۴۸	۹٫۲۱
L.O.I.	۵٫۵۸	۶٫۴۸	۴٫۹۲	۴٫۲۵	۴٫۶۱	Nd	۲۵٫۷۵	۴۰٫۶۷	۲۴٫۶۰	۲۶٫۰۴	۲۴٫۶۳
مجموع	۹۹٫۶۵	۹۹٫۲۷	۹۹٫۶۶	۹۹٫۵۶	۹۹٫۶۴	Sm	۷٫۰۷	۱۲٫۸۲	۷٫۰۴	۴٫۴۷	۷٫۲۳
Rb(ppm)	۴۴٫۰۵	۲۴٫۰۹	۲۷٫۰۶	۳۰٫۰۵	۳۸٫۰۵	Eu	۱٫۸۲	۳٫۳۴	۲٫۲۵	۲٫۳۲	۲٫۴۳
Cs	۰٫۷۵	۰٫۸۴	۰٫۶۶	۰٫۶	۰٫۷۷	Gd	۸٫۵۸	۹٫۴۲	۵٫۵۳	۵٫۸۲	۵٫۷۳
Ba	۳۳۹٫۸	۲۴۵٫۹	۱۸۲٫۹	۱۹۴٫۲	۲۳۰٫۱	Tb	۱٫۷۶	۲٫۳۵	۱٫۷۹	۱٫۸۱	۱٫۷۹
Sr	۲۴۰٫۲	۱۶۳٫۴	۱۷۲	۱۹۷٫۷	۲۱۷٫۳	Dy	۴٫۶۰	۹٫۲۰	۴٫۶۶	۴٫۷۳	۴٫۶۲
Pb	۱۹٫۹۵	۲۱٫۴۵	۱۹٫۹۰	۱۹٫۵۸	۲۰٫۱۵	Ho	۱٫۰۳	۱٫۴۵	۱٫۰۸	۱٫۱۳	۱٫۰۵
Zr	۱۵۹	۱۵۹	۱۵۹	۱۶۷	۱۶۴	Er	۲٫۹۰	۳٫۶۶	۳٫۵۱	۳٫۹۱	۳٫۹۷
Nb	۳۶٫۷۰	۴۹٫۹۰	۳۹٫۲۰	۳۸٫۳۰	۳۸٫۷۰	Tm	۰٫۴۷	**۰٫۹۸**	۰٫۶۱	۰٫۵۶	۰٫۴۱
Th	۷٫۸۰	۹٫۶۷	۷٫۷۷	۷٫۸۰	۷٫۸۱	Yb	۲٫۷۵	۳٫۵۱	۳٫۰۶	۳٫۰۴	۳٫۰۳
Y	۷٫۰۷	۱۲٫۸۲	۷٫۰۴	۷٫۴۷	۷٫۲۳	Lu	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۳۷
Hf	۲۵٫۲۰	۳۸٫۵۰	۳۰٫۴۰	۲۷٫۷۰	۲۸٫۹۰						

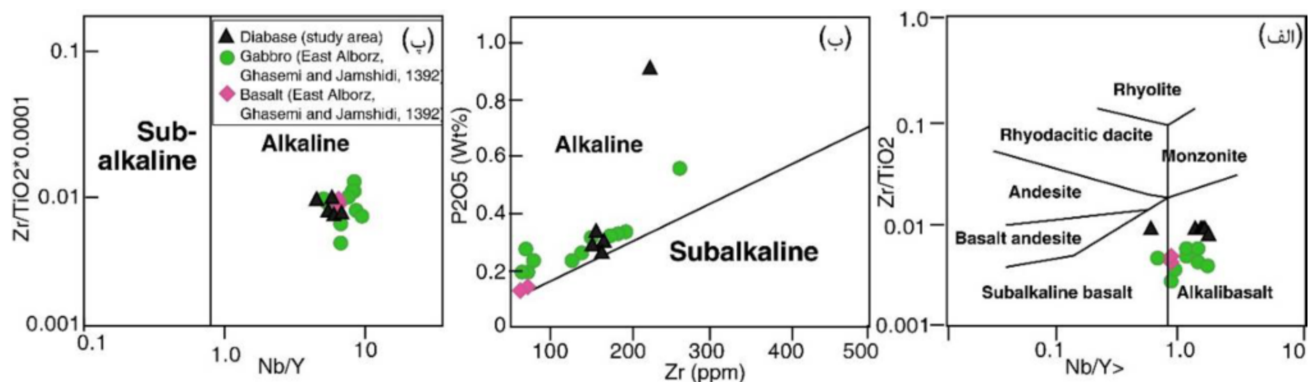
ترکیب و ماهیت سنگ‌های دیابازی زین آباد براساس نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۳۱] که سنگ‌ها را با توجه به ترکیب شیمیایی و میزان قلیایی بودن دسته‌بندی کرده است، به جز یک نمونه که در گستره بازالت نیمه قلیایی قرار دارد بقیه نمونه های مورد بررسی قابل مقایسه با نمونه های شمال دامغان در البرز شرقی در گستره بازالت‌های قلیایی واقع هستند (شکل ۴ الف). دلیل ترکیب نیمه قلیایی یک نمونه را به احتمال بسیار می‌توان به تشکیل آن از خاستگاه گوشته ای دگرنهاده در رابطه با فرورانش قدیم پالئوتتیس نسبت داد.

برای تعیین ماهیت ماگمایی نمونه های مورد بررسی از نمودارهای Zr نسبت به P_2O_5 [۳۲] و Nb/Y نسبت به $(Zr/TiO_2)*0.0001$ [۳۱]، استفاده شد (شکل‌های ۴ ب-پ). براساس این نمودارها که دو سری ماگمایی قلیایی و نیمه قلیایی را از هم تفکیک کرده اند، همه نمونه های مورد بررسی قابل مقایسه با نمونه‌های قلیایی البرز شرقی، در قلمرو ماگمایی قلیایی قرار دارند.

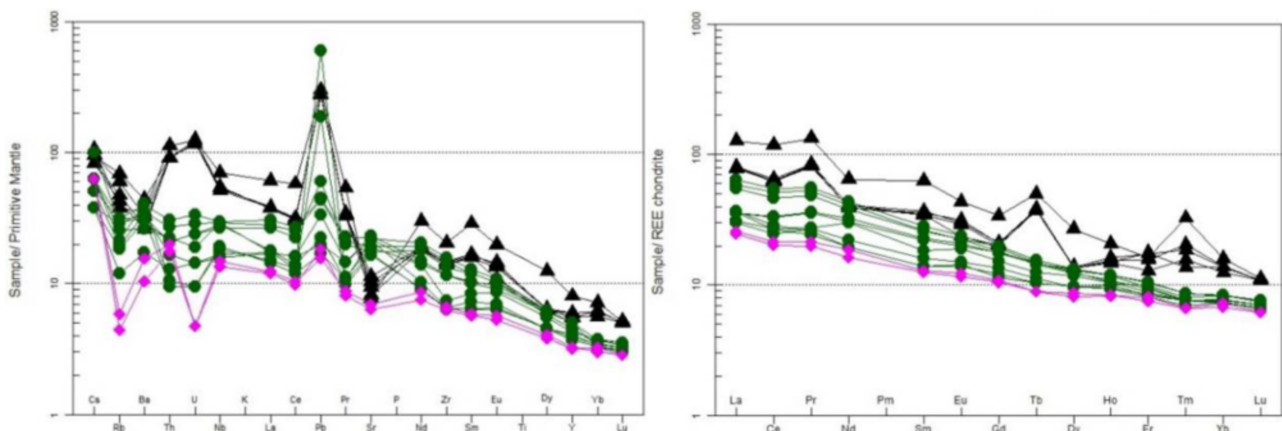
شکل ۵ الف ترکیب نمونه‌های دیابازی قلیایی زین آباد را بر نمودارهای عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۳] نشان می‌دهد. ناهنجاری مثبت سرب و بالا بودن مقادیر U، Th و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (چون Ba, Rb)، نشان دهنده نقش پوسته قاره‌ای [۳۴] و یا دگرنهادی گوه گوشته با سیال-های برآمده از پوسته‌ی اقیانوسی فرو رو [۳۵] در تشکیل سنگ‌های مورد بررسی است. در نمونه‌های مورد بررسی، عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و ناهنجاری بالای Pb از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی فورانی در صفحه قاره‌ای برآمده از سیال‌های فرورانش هستند. در شکل ۵ ب ترکیب نمونه‌های دیابازی قلیایی زین آباد بر نمودارهای عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۶] نشان داده شده است. نمونه‌های مورد بررسی غنی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند و نسبت La به Yb در آنها بالاست که می‌توانند نشان دهنده ذوب بخشی آنها به احتمال بسیار از یک خاستگاه گارنت‌دار در اعماق زیاد [۳۷] باشد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]



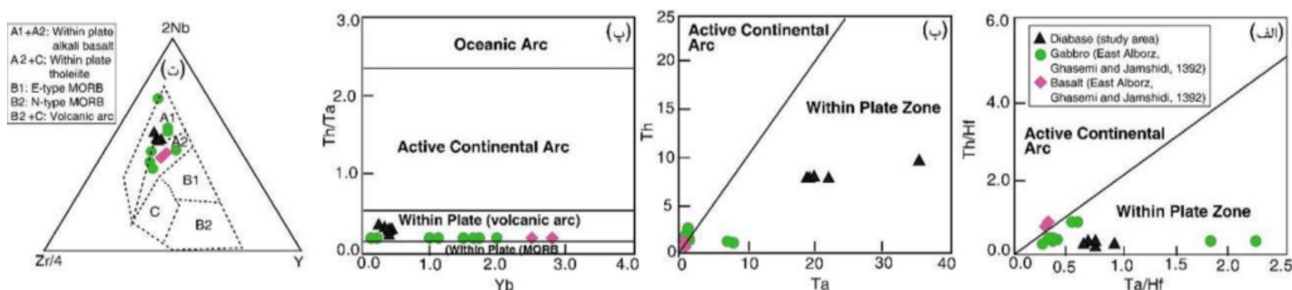
شکل ۴ نمودارهای الف) Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۲۲]، (ب) Zr نسبت به P_2O_5 [۲۳] و (پ) Nb/Y نسبت به (Zr/TiO2)*0.0001 [۲۲] برای تعیین ترکیب نمونه‌های دیابازی زین آباد.



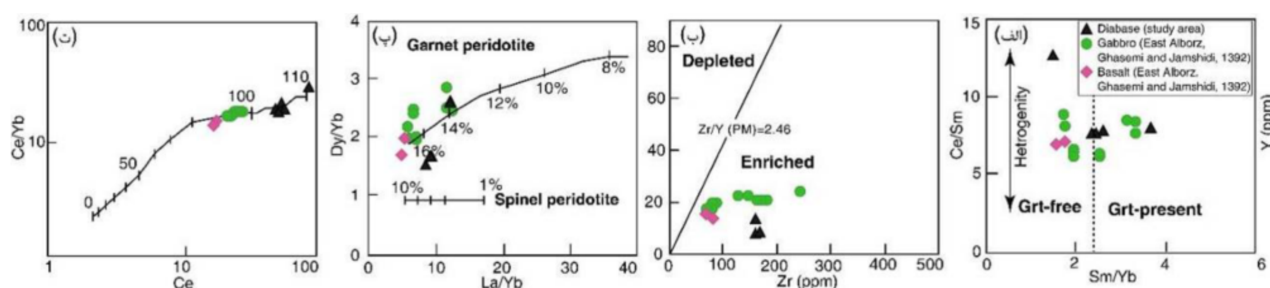
شکل ۵ نمونه‌های دیابازی قلیایی زین آباد بر الف) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه [۲۴]، (ب) نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۷]. داده‌های نمونه‌های بازیک قلیایی البرز شرقی [۹] برای مقایسه آورده شده است.

محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی بر اساس نمودارهای زمین شیمیایی [۳۸] تعیین شد (شکل‌های ۶ الف تا پ). نمونه‌های منطقه زین آباد براساس همه نمودارها در گستره درون ورقه‌ای واقع هستند. نمونه‌های البرز شرقی در نمودار Th/Hf نسبت به Ta/H در اصل در گستره درون ورقه‌ای و در نمودار Th نسبت به Ta در مرز دو محیط درون ورقه‌ای و قوس واقع هستند، اما در نمودار Th/Ta نسبت به Yb، همه نمونه‌های البرز شرقی مشابه با نمونه‌های زین آباد در گستره درون قاره‌ای قرار دارند. بر پایه نمودار مثلثی 2Nb-Zr/4-Y [۳۹]، همه نمونه‌های مورد بررسی مشابه با نمونه‌های البرز شرقی با موقعیت بازالت‌های قلیایی درون ورقه‌ای همخوانی دارند (شکل ت ۶).

از نمودار تغییرات Ce/Sm نسبت به Sm/Yb [۴۰] برای تعیین ترکیب منبع ماگما و تشخیص وجود و یا نبود گارنت در منبع سنگ‌های مورد بررسی استفاده شد. بر این اساس، نمونه‌های دیابازی زین آباد در گستره‌ی خاستگاه گارنت‌دار واقع هستند (شکل ۷ الف). نسبت Zr/Y در گوشته اولیه برابر با ۲٫۴۶ است [۳۳]. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی برابر با ۱۲٫۴۰ تا ۲۲٫۶۸ و نشانگر خاستگاه غنی شده است. نمودار Zr نسبت به Y [۳۳]، خاستگاه غنی شده نمونه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد (شکل ۷ ب). برای تعیین میزان ذوب بخشی در خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های دیابازی زین آباد از نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb [۴۱] استفاده شد. در شکل ۷ پ)، منحنی مدل ذوب گوشته‌ای برای خاستگاه غنی شده ارائه شده است که درجه ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی را از یک خاستگاه غنی شده نشان می‌دهد.



شکل ۶ نمودارهای الف) Th/Hf نسبت به Ta/Hf، ب) Th نسبت به Ta، پ) Th/Ta نسبت به Yb، [۲۹] و (ت) Zr/4-2*Nb-Y [۳۰].



شکل ۷ (الف) نمودار Ce/Sm نسبت به Sm/Yb[۳۲] ، (ب) نمودار Y نسبت به Zr [۲۵]، (پ) نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb [۳۳] و (ت) نمودار Ce/Yb نسبت به Ce [۳۴] برای تعیین خاستگاه، درصد ذوب بخشی و عمق ماگما در نمونه‌های دیابازی زین آباد.

از آنجا که عمق پایداری اسپینل ۸۰ کیلومتر بوده و در اعماق بیشتر، گارنت فاز پایدار گوشته است، از نمودار Ce/Yb نسبت به Ce [۴۲] برای تعیین عمق ذوب بخشی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد بررسی استفاده شد. بر این اساس، خاستگاه ذوب ماگمای سازنده دیابازهای قلیایی زین آباد حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر تعیین شد که حضور گارنت در خاستگاه را تایید می‌کند (شکل ۷ ت).

با توجه به موارد گفته شده ماگمای سازنده دیابازهای قلیایی زین آباد از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک منبع گوشته غنی شده گارنت لرزولیتی در فشارهای ۳۳ تا ۳۶ کیلوبار معادل با اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده است.

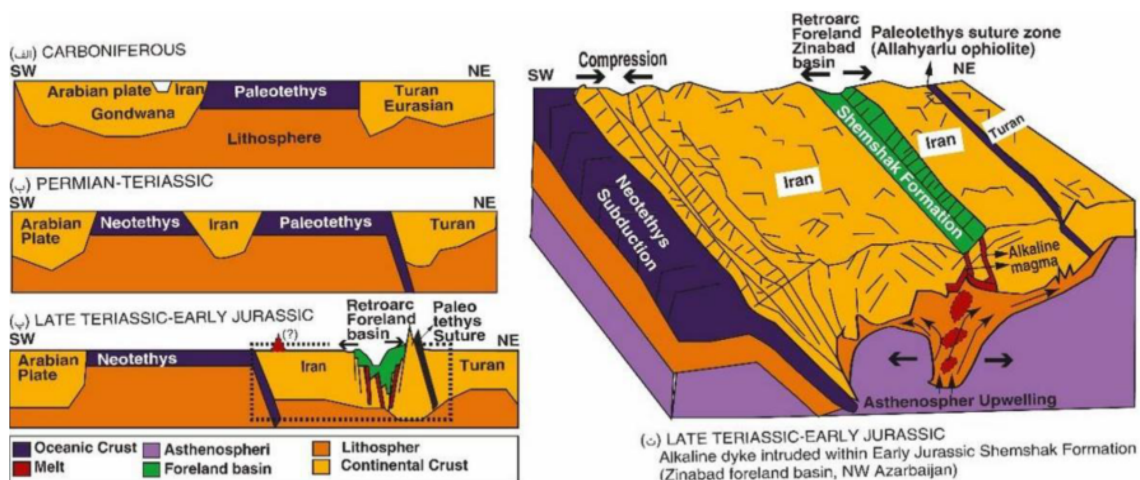
الگوی زمین ساختی ماگمایی سنگ‌های آذرین بازیک در منطقه زین آباد

سنگ‌های بازیک زین‌آباد در کوه‌های مورو (پهنه البرز-آذربایجان) به صورت دایک‌های دیابازی و روانه‌های بازالتی در حوضه رسوبی آذربایجان در قاعده سازند شمشک رخنمون دارند. رسوب‌های سازند شمشک به عنوان بخش مهمی از خرده قاره سیمرین در زمان تریاس پسین-ژوراسیک پیشین، از گستردگی پسین در نوار شمالی ایران (پهنه‌های البرز شرقی، البرز مرکزی و البرز غربی-آذربایجان) برخوردار است. سنگور [۴] نوار سیمرین را بخشی از کرانه شمال شرقی گندوانا در نظر گرفته است. شکل ۸ طرح بازسازی شده جغرافیایی قدیمی ژوراسیک میانی-پسین [۴۴،۴۳] و موقعیت صفحه ایران در کرانه شمالی اقیانوس نئوتتیس را نشان می‌دهد. همزمان با برخورد صفحه توران و اوراسیا در کربونیفر-پرمین، اقیانوس پالئوتتیس بین اوراسیا (آمریکای شمالی، بالتیک و سیبری) و گندوانا (صفحه‌های آفریقا، عربستان، ایران مرکزی) گسترش یافته است [۴۶،۴۵]. پس از رخداد سیمرین پیشین (تریاس میانی-پسین)، سرزمین‌های سیمرین از گندوانا جدا شده و به صفحه توران در بخش جنوبی اوراسیا برخورد کرده و اقیانوس پالئوتتیس به طور کامل بسته شده است [۴۷،۴]. اقیانوس نئوتتیس که در نتیجه کافتزایی کربونیفر پسین-اوایل پرمین در جنوب صفحه سیمرین ایجاد شده بود، در اثر این برخورد گسترش یافته است [۴۵]. برخوردگاه صفحه‌های توران و شمال ایران با حضور افیولیت‌های دگرگون شده سیمرین و رسوب‌های مناطق عمیق در آق دربند واقع در کوه‌های بینالود (شمال شرق ایران)، اسالم، شاندرمن، تالش و اللهیارلو در شمال شرق

مشکین شهر (شمال غرب ایران) مشخص می‌شود که توسط دگرشکلی‌های ساختاری اوایل ژوراسیک چین خورده‌اند [۴۸]. تغییرات رخساره‌ای ناشی از این برخورد باعث تشکیل حوضه‌های رسوبی بین کوه‌ها و حوضه پیش بوم با رسوبگذاری سنگ‌های آواری ریز تا درشت‌دانه با ضخامت چند صد متر (سازند شمشک) بر سکوی کربناتی تریاس پیشین-میانی (سازند الیکا) شده است [۴۹]. در واقع، مواد رسوبی برآمده از فرسایش بالا آمدگی‌ها (رسوب‌های مولاس) و مناطق مرتفع در حوضه پیش بوم ته‌نشین شده و سازند آواری شمشک در تریاس پسین-ژوراسیک پیشین تشکیل گردیده است. در پی رویدادهای فشارشی پس از برخورد قاره‌ای سیمرین، رویدادهای کششی - انبساطی ناشی از بالا آمدگی گوشته در خرده قاره‌های سیمرین [۵۰] باعث فعالیت گسل‌های کششی و فعالیت‌های ماگمایی در حوضه پیش بوم نام برده طی ژوراسیک میانی شده است. این محیط‌های کششی در مدت کوتاهی پس از برخورد ایجاد شده‌اند.

شکل ۸ مدل فرضی دگرگونی‌های زمین‌ساختی پهنه آذربایجان در جنوب اوراسیا از دوره کربونیفر تا کرتاسه را به طور خلاصه نشان می‌دهد. بر این اساس، حضور سنگ‌های ماگمایی بازیک در قاعده و یا درون بخش‌های زیرین سازند شمشک را می‌توان با تشکیل ماگماهای قلیایی قاره‌ای در محیط کششی محلی پس از فاز کوهزایی تریاس میانی-پسین تفسیر کرد.

ماگمای قلیایی سازنده سنگ‌های بازیک مورد بررسی از ذوب‌بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده با ترکیب گارنت لرزولیت در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده است. این ماگماهای قلیایی در یک محیط کشش درون ورقه‌ای پس از فاز کوهزایی سیمرین پیشین جایگزین شده‌اند. فرایندهای کششی پس از بسته شدن و برخورد پالئوتتیس همزمان با فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران، با نازک‌شدگی گوشته سنگ کره‌ای و گسترش فعالیت‌های ماگمایی درون ورقه‌ای برآمده از ذوب گوشته در طول کرانه غیرفعال گندوانا همراه بوده است. بنابراین کاهش فشار ناشی از کشش و بازشدگی قاره‌ای به همراه گرمای ناشی از بالا آمدگی گوشته سست کره‌ای باعث ذوب‌بخشی سنگ کره زیر قاره‌ای (SCLM) و تشکیل مواد مذاب شده که از طریق گسل‌های کششی محلی به طرف سطح صعود کرده‌اند. این ماگمای قلیایی طی صعود دچار هضم و آلایش پوسته‌ای شده است. ناهنجاری مثبت سرب و مقادیر بالای عناصر LILE (چون Rb, Cs) این مورد را تایید می‌کند. ارائه مدل زمین-ساختی ماگمایی دقیق نیازمند داده‌های ایزوتوپی برای تعیین خاستگاه دقیق سنگ‌های ماگمایی و بررسی‌های زمین‌ساختی گسل‌های منطقه و نقش احتمالی آنها در هدایت ماگمای قلیایی است.



شکل ۸ (الف-پ) طرحواره دگرگونی‌های تتیس طی کربونیفر تا ژوراسیک پیشین در صفحه ایران و فعالیت ماگمایی قلیایی در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک پیشین (سازند شمشک)، (ت) مدل زمین ساختی ماگمایی تشکیل دایک‌های دیازی قلیایی در سازند معادل شمشک در منطقه زین آباد، شمال غرب تبریز (پهنه البرز-آذربایجان). مدل برگرفته از مرجع [۵۱] با تغییرات.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

مراجع

[1] Sengör A.M.C., Altiner D., Cin A., Ustaomer T., Hsu K.J., *"Origin and assembly of the Tethysides orogenic collage at the expense of Gondwana Land".* In: Audley-Charles M.G., Hallam A., (eds) Gondwana and Tethys. Geological Society of London, Special Publications 37 (1988) 119–181.

[2] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian journal of earth sciences, 18(2) (1981) 210-265.

[3] Boulin J., *"Hercynian and Eo-Cimmerian events in Afghanistan and adjoining regions",* Tectonophysics 148 (1991) 253–258.

[4] Sengör A.M.C., *"A new model for the Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman*". In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.). The Geology and Tectonics of the Oman Region, Geological Society of London 37 (1990) 119-181.

[5] Alavi M., Vaziri H. Seyed-Emami K., Lasemi Y., *"The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turan active continental margin"* Geological Society of America Bulletin, 109 (1997) 1563-1575.

[6] Saidi A., Brunet M.F., Ricou L.E., *"Continental accretion of the Iran block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves"* Geodynamic Acta 10 (1997) 189-208

[7] Stampfli G.M., Borel G.D., *"A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons"* Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.

[8] Fürsich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard M.R. *"Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran*". In: MF Brunet, M Wilmsen, JW Granath (Eds), South Caspian to Central Iran Basins" Geological Society of London, Special Publication 312 (1993) 129–160.

[9] Ghasemi H., Jamshidi Kh., *"Petrogenesis of alkaline basic rocks in the base of Shemshak Formation from East Alborz"*. Iranian Journal of Geology 27 (2013) 17-29 (in persion).

[10] Dadpour M.,*"Petrology and geochemistry of basalts from the base of Jurassic sedimentary succession in the Jamil area (SE Shahrud)"* M.S. thesis, Earth Sciences Department, Technical University of Shahrud (2014) (in persion).

[11] Ghasemi H., Jamshidi Kh., *"Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz zone"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2013) 17-29 (in persion).

[12] Jamshidi Kh., *"Study of mafic magmatism at the base of Shemshak Formation, East Alborz zone"* M.S. thesis, Earth Sciences Department, Technical University of Shahrud (2010) (in persion).

[13] Moghaddasi S.,*"Petrology, petrogenesis and stratigraphy of Jurassic volcanic rocks in the East Alborz zone"* M.S. thesis, Earth Sciences Department, Technical University of Shahrud (2003) (in persion).

[14] Shahabi S., *"Mineral chemistry, whole rock and isotopic geochemistry, petrogenesis of igneous rocks at the East and Central Alborz zone"* Ph.D. thesis, Earth Sciences Department, Technical University of Shahrud (2020) (in persion).

[15] Shahabi Sh., Ghasemi H., Rezai Kahkhai M., Minggou Z.H., *"Petrography, whole-rock geochemistry and mineral chemistry of clinopyroxene and amphibole in basic alkaline igneous rocks of* Shemshak Formation, S Azadshahr, Eastern Alborz" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 29 (2021) 111 – 128 (in persion).

[16] Ghasemi H., Rostami Hossuri M., Sadeghian M., *"Basic magmatism in the extentional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic on the Northern edge of Central Iran-South of Eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan"* Geosciences Scientific Quarterly Journal 27 (2018) 23-26 (in persion).

[17] Rostami Hossuri M., Ghasemi H., Rezaei M., "*Mineralchemistry and thermobarometry of Jurassic diabase dikes swarm from West Reza-Abad (South West of Biarjomand)*" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2017) 761-774 (in persion).

[18] Veiskarami M., Sadeghian M., Shahvali Kohshori P., Ghasemi H., Minggou Z.H., "*Majerad gabrodorites in the southeast of Shahrood: An evidence to the starting of opening of the supra-subduction basin of the Sabzevar Neotethyian branch in the middle Jurassic"* Kharazmi Journal of Earth Sciences 5 (2020) 293 – 314 (in persion).

differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325 – 342.

[32] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements"*, Chemical Geology 20 (1976) 325-343.

[33] Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1) 313-345.

[34] Anderson J.L., *"Status of thermobarometry in granitic batholiths"* Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87(1-2) (1996) 125-138.

[35] Rollinson H.R., *"Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation"* John Wiley and Sons (1993) 325p.

[36] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites"* Geochemica et Cosmochim Acta 38 (1974) 757-775.

[37] Guste B., Horton B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh J., MciIntosh W.C., *"Middle to late Cenozoic basin evolution in the westwrn Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran Tectonics"*, Journal of Asian Earth Sciences (2007) 26-27 pp.

[38] Schandl E.S., Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments"* Economic Geology 97 (2002) 629-642.

[39] Meschede M., *"A method of discriminating between different type of mid- ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram"* Chemical Geology 56 (1986) 207-218.

[40] Çoban, H., *"Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia"* Earth Science Reviews 80(3-4) (2007) 219-238.

[41] Thriwall F.M., Upton B.J., Jenkins C., *"Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland"*, Journal of Petrology 35 (1994) 839-879.

[42] Ellam, R.M., *"Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry*" Geology 20 (1992) 153-156.

[43] Enay R., Guiraud R., Ricou L.E., Mangold C., Thierry J., Cariou E., Bellion Y., Dercourt J., *"Callovian palaeoenvironments (162 to 158 Ma)"* In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.):

[19] Shekari S., Sadeghian M., Ghasemi ., Minggou Z.H. *"Mineral chemistry and Thermobarometry of Middle Jurassic diabasic dikes Cutting metamorphic - igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)"* ranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 26 (2019) 915 – 928 (in persion).

[20] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran; a review",* American Association of Petroleum Geologists 52 (7) (1968) 1229-1258.

[21] Nabavi M., *"Introduction to geology of Iran"*, Geological Survey of Iran (in persion).

[22] Asadian A., *"1/100000 geological map of Tabriz"*, Geological Society of Iran (1987) (in persion).

[23] Moayyed M., Moazzen M., *"New attitude on Paleo-Tethys suture zone position in Iran"*, (2002) Sixth Iranian Geological Society Conference, Shahid Bahonar University, Kerman.

[24] Samuel M.D., Moussa H.E., Azer M.K., *"A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt"* Journal of African Earth Sciences 47 (2007) 203–226.

[25] Kirkpatrichk R.G., "Nucleation and growth of Plagioclase, Makaopuhe and alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii", Geological Society American Bulletin 88 (1977) 78-84.

[26] Shelley D., *"Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope: Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientation"*, Chapman and Hall, London (1992) 211–244.

[27] Reubi O., Nicholls I.A., *"Magmatic evolution at Batur volcanic field, Bali, Indonesia: petrological evidence for polybaric fractional crystallization and implications for caldera-forming eruptions"* Journal of Volcanology and Geothermal Research 138 (3-4) (2004) 345-369.

[28] Kretz R., "*Symbols for rock-forming minerals"*, American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

[29] Middlemost E.A.K., *"Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology"* London , UK, Longman (1985) 266.

[30] Manya S., Maboko M.A.H., Nakamur E., *"The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoarchaean ridge subduction?"* Precambrian Research 159 (2007) 241 –259.

[31] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.3.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.615]

[48] Alavi M., *"Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran"* Journal of Geodynamic 21 (1996) 125-134.

[49] Seyed-Emami K., Fursich F.T., Wilmsen M., Cecca F., Majidifard M.R., Schairer G., Shekarifard A.,*"Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran"* Journal of Asian Earth Sciences 28 (2006) 259-275.

[50] Şengör, A.M.C., *"Late Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of the middle east Tethyside: Implication for the paleozoic geodynamic of the Tethyan realm"*. IGCP Project No. 276, Newsletter, 2 (1991) 111– 149.

[51] Fursich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard M.R., *"Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran"*, Geological Society, London, Special Publications 312 (2009) 129-160.

Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Maps, BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison, (1993).

[44] Thierry J., *"Middle Callovian (157–155 Ma)"*, In: Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M., (eds) Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris (2000) 1–97.

[45] Golonka J., *"Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic"*, Tectonophysics, 381(1-4) (2004) 235-273.

[46] Brunet M.F., Korotaev M.V., Ershov A., Nikishin A.M. *"The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling"* Sedimentary Geology 156 (2003) 119-148.

[47] Stampfli G.M., Marcoux J., Baud A., *"Tethyan margins in space and time"* Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 87 (1991) 373-409